

С. В. ГАВРИЛОВ (ИФЗ РАН), А. Л. ХАРИТОНОВ (ИЗМИРАН)

Геотермодинамическая модель предполагаемой палеозоны литосферной субдукции в районе Черноморской впадины и ее связь с металлогенической зональностью Крыма и Кавказа

По новым данным о конвективном выносе тепла из мантийного клина к 2D-аномалии теплового потока, наблюдаемой в тылу Горного Крыма и на территории Кавказа, произведена оценка угла наклона мантийного клина и скорости субдукции восточной части Черноморской палеолитосферной микроплиты под литосферу Русской платформы (Крымско-Кавказский регион). Восходящие конвективные движения в мантии могут выносить мантийные известково-щелочные магмы (с содержащимися в них металлами) к дневной поверхности, поэтому рудные месторождения, вероятно, должны быть приурочены к зонам, расположенным в литосфере над конвективными вихрями Карига – Рихтера.

Ключевые слова: геотермодинамическая модель, скорость субдукции литосферы, конвективные вихри Карига – Рихтера, тепловой поток, реология мантии, металлогенические зоны.

S. V. GAVRILOV (IFZ RAN), A. L. KHARITONOV (IZMIRAN)

Geothermodynamic model of the supposed paleozone of lithospheric subduction in the Black Sea Basin and its relation to the metal genesis zonation of the Crimea and the Caucasus

The angle of the mantle wedge and rate of subduction of the eastern part of the Black Sea paleolithospheric microplate under the lithosphere of the Russian Platform (Crimean-Caucasian region) is assessed based on new data on convective heat efflux from the mantle wedge to 2D anomaly of the heat flow observed in the rear of the Mountainous Crimea and in the Caucasus. Ascending convective movements in the mantle can carry up mantle calc-alkali magmas (with the metals in them) to the day surface, and, so, ore deposits probably have to be confined to the zones in the lithosphere, which are located above Karig-Richter convective flows.

Keywords: geothermodynamic model, rate of lithosphere subduction, Karig-Richter convective flows, heat flow, mantle rheology, metallogenic zones.

Для цитирования: Гаврилов С. В., Харитонов А. Л. Геотермодинамическая модель предполагаемой палеозоны литосферной субдукции в районе Черноморской впадины и ее связь с металлогенической зональностью Крыма и Кавказа // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 87. – С. 4–16. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_87_04-16

Статья посвящается памяти моего Учителя – профессора В. Н. Жаркова

Введение. Проблема происхождения металлогенических провинций обсуждается в различных работах американских [21; 30; 31; 33; 34] и российских [5; 9; 14; 18; 19; 20] исследователей. Работы некоторых российских исследователей [5; 9; 14; 19] показывают, что образование металлогенических зон на территории юго-западных регионов Российской Федерации и сопредельных областей в основном произошло в допалеозойские (Ar–Pr) геологические периоды (3,0–0,54 млрд лет назад) эволюционного развития Земли (периоды так называемой субвертикальной тектоники мантийного диапиризма и магматизма Земли). Однако, как считают некоторые российские и зарубежные геологи [20; 21; 23; 27; 31; 33; 34], на последующем палеозойско-кайнозойском (Pz–Cz) этапе геологической эволюции Земли произошел

постепенный переход от преобладания тектонических процессов субвертикальной направленности к преобладанию тектонических процессов субгоризонтальной направленности (период так называемой тектоники литосферных плит) [12]. Тектонические процессы субгоризонтальной направленности, связанные с субдукцией литосферных плит [10–12; 22–34], также могли внести определенный вклад в пространственное распределение металлогенических провинций (или металлогенических зон) [18; 20; 30; 31; 33; 34], обусловленное гетерогенным распределением металлов в верхней мантии (рис. 1).

Опираясь на геологические данные, изложенные в работах [10; 11; 13; 22], необходимо показать, как изменялось в процессе эволюционного развития Земли (от 165 млн лет назад до настоящего времени) геодинамическое

строение литосферы с постепенным формированием основных тектонических структур: валов Архангельского, Шатского и их линейного продолжения на суше – хребтов Малого Кавказа, а также параллельного им хребта Большого Кавказа (и соответственно прогибов между ними) в районе древней литосферной плиты Тетис (1 на рис. 2) (территория, куда помимо Черноморской микроплиты входили и валообразные структуры Большого и Малого Кавказа), которая постепенно (2–6 на рис. 2) поддвигалась (субдуцировала) под Русскую палеолитосферную плиту. Согласно проведенным исследованиям [13; 22], в Восточно-Черноморском регионе (палеолитосферная плита Тетис) существовала активная зона палеолитосферной субдукции с юрского геохронологического периода до конца миоцена (рис. 2).

Цель настоящей работы – попытаться с позиции концепции тектоники литосферных плит [12; 21; 27; 29–31; 33; 34] объяснить происхождение некоторых металлогенических зон Крымо-Кавказского региона [4; 5; 8; 9; 20]. В соответствии с работами [10; 11; 13; 22], взаимодействие палеолитосферных плит в Черноморском регионе приводило к процессу постепенного поддвигания (субдукции) Черноморской палеолитосферной микроплиты (как части древней плиты Тетис) (рис. 2) под литосферу Русской палеоплиты. Судя по данным о пространственном расположении основных валообразных тектонических структур Черноморского региона (палеоплита Тетис) и прилегающих территорий (Большого и Малого Кавказа), в Mz–Cz период являющихся его частями (Дзирульский массив Кавказа) [13; 22], тектоническая структура Черноморского региона мало изменилась за последние 165 млн лет (рис. 2). Поэтому, исходя из анализа имеющихся геолого-геофизических данных, можно смоделировать реликтовые геодинамические процессы и глубинные параметры палеосубдукционной зоны, издревле существующей в Черноморском регионе.

Расчеты параметров геотермодинамической модели Черноморской зоны палеолитосферной субдукции. В качестве геодинамической модели термомеханического состояния субдукционного мантийного клина между подошвой палеолитосферы Русской платформ, к которой примыкает Крымо-Кавказский регион, и поверхностью Черноморской палеолитосферной микроплиты, поддвигающейся под этот регион, под углом β со скоростью V , примем модель, получаемую при $Pr \rightarrow \infty$, в приближении Буссинеска из системы двумерных безразмерных уравнений гидродинамики для функции тока ψ и температуры T [32]:

$$(\partial_{zz}^2 - \partial_{xx}^2) \eta (\partial_{zz}^2 - \partial_{xx}^2) \psi + 4\partial_{xz}^2 \eta \partial_{xz}^2 \psi = Ra T_x - Ra^{(410)} \Gamma_x^{(410)} - Ra^{(660)} \Gamma_x^{(660)}, \quad (1)$$

$$\partial_t T = \Delta T - \psi_z T_x + \psi T_z + (Di/Ra)(\tau_{ik}^2/2\eta) + Q. \quad (2)$$

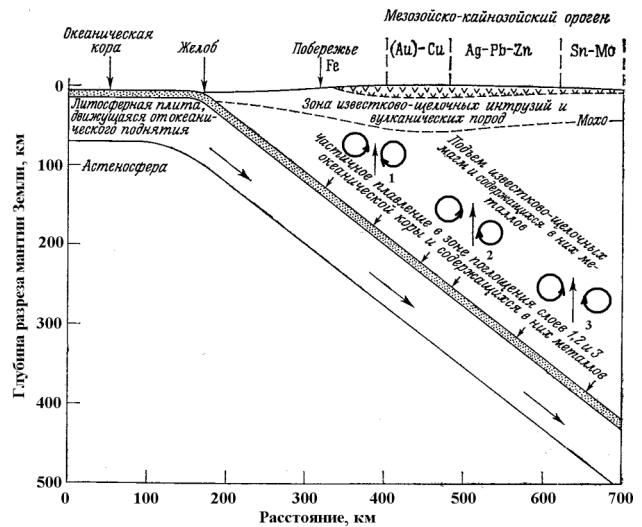


Рис. 1. Схематический глубинный разрез закономерностей размещения металлогенических провинций над зоной субдукции палеолитосферных плит

1–3 – система из нескольких парных термодинамических конвективных вихрей Карига – Рихтера [28], способствующая подъему известково-щелочных магм (с содержащимися в них металлами) в приповерхностные зоны земной коры [33]

Здесь η – безразмерный коэффициент динамической вязкости, символ ∂ и индексы означают частные производные по координатам x (горизонтальной), z (вертикальной) и времени t , Δ – оператор Лапласа, $\Gamma_x^{(410)}$ и $\Gamma_x^{(660)}$ – объемные доли тяжелой фазы на фазовых переходах на глубинах 410 и 660 км, компоненты скорости V_x и V_z связаны с функцией тока (ось x направлена против вектора субдукции, вдоль основания переходной зоны мантии (ПЗМ) на глубине 660 км, ось z – вверх от ПЗМ),

$$V_x = \psi_z, V_z = -\psi_x, \quad (3)$$

а безразмерные числа Рэлея Ra , фазовые $Ra^{(410)}$, $Ra^{(660)}$ и диссипативное Di есть

$$\begin{aligned} Ra &= \alpha \rho g d^3 T_1 / \eta c \chi = 5,55 \cdot 10^8; \\ Ra^{(410)} &= \delta \rho^{(410)} g d^3 / \eta c \chi = 6,60 \cdot 10^8; \\ Ra^{(660)} &= \delta \rho^{(660)} g d^3 / \eta c \chi = 8,50 \cdot 10^8; \\ Di &= \alpha g d / c_p = 0,165, \end{aligned} \quad (4)$$

где $\alpha = 3 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ – коэффициент теплового расширения, $\rho = 3,4 \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ – плотность мантии, g – ускорение силы тяжести, $c_p = 1,2 \cdot 10^3 \text{ Дж} \times \text{кг}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ – удельная теплоемкость при постоянном давлении, $T_1 = 1970 \text{ K}$ – температура основания ПЗМ на глубине 660 км, считающейся нижней границей модельной области, $Q = 6,25 \cdot 10^{-4} \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-3}$ – объемная мощность тепловыделения в коре, τ_{ik} – тензор вязких напряжений, $d = 660 \text{ км}$ – вертикальный размер модельной области, $\eta_c = 10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}$ – масштабный множитель

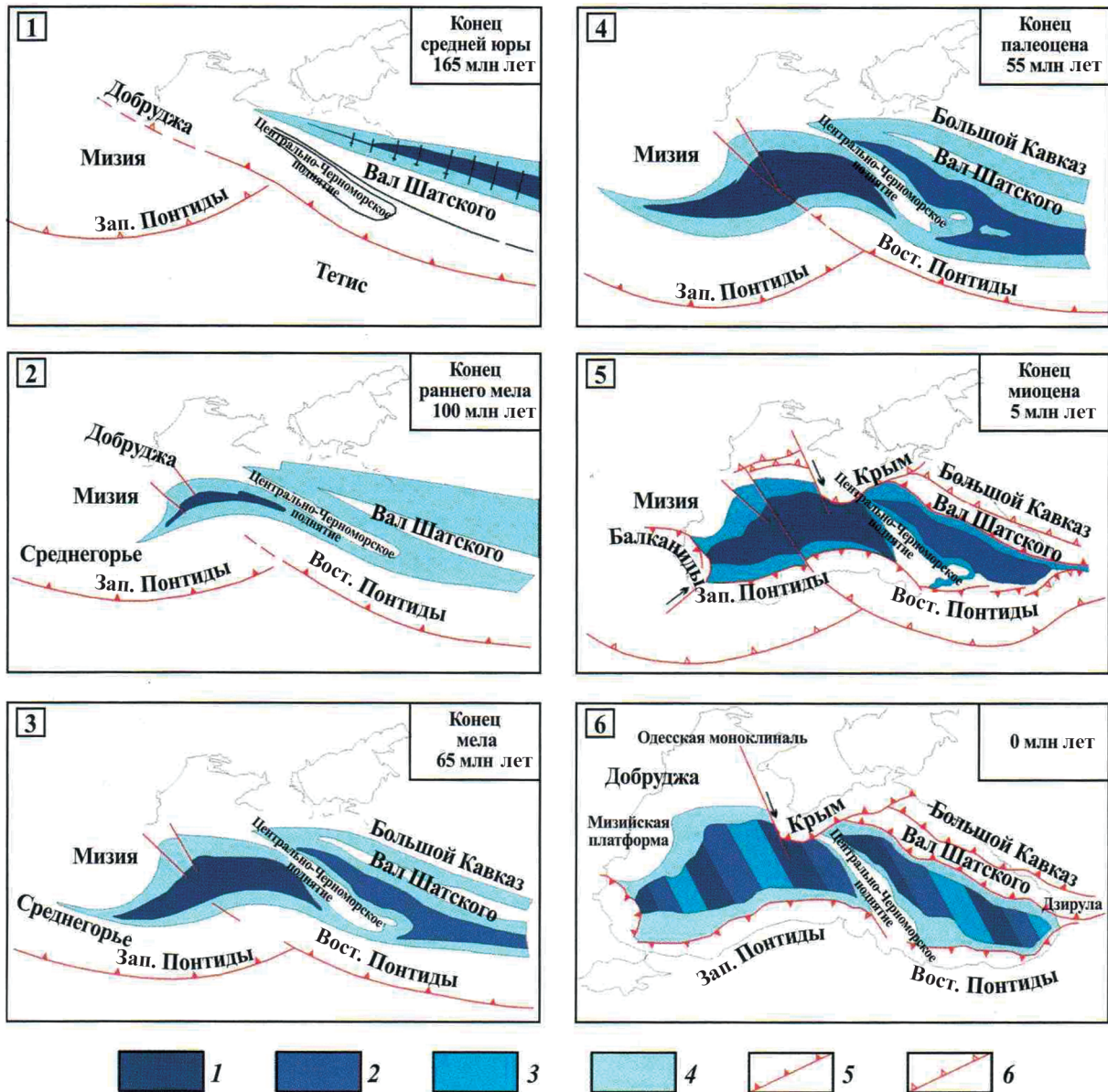


Рис. 2. Геодинамическая эволюция Черноморской микроплиты (палеолитосферной плиты Тетис) в мезозойско-кайнозойский геохронологический период (165–0 млн лет назад) по [13; 22]

1 – палеоокеаническая кора; 2 – сильно утоненная континентальная кора; 3 – зона консервации древней коры; 4 – задуговые бассейны и континентальные окраины; 5 – зоны активной субдукции; 6 – зоны поддвигового склона

вязкости, $\chi = 0,94 \text{ мм}^2/\text{с}^1$ – коэффициент температуропроводности, $\delta\rho^{(410)} = 0,07 \text{ с}$ и $\delta\rho^{(660)} = 0,09 \text{ с}$ – скачки плотности на фазовых переходах на глубинах 410 и 660 км. В (1), (2) масштабными множителями для времени t , напряжений τ_{ik} и функции тока ψ служат соответственно величины $(d^2\chi^{-1})$, d , $(d^2\eta\chi)$. Выражение для неньютоновской вязкости принималось в виде [6]

$$\eta = (1/2AC_w\tau^{n-1}) \cdot (h/b^*)^m \times \exp\{(E^* + pV^*)/RT\}, \quad (5)$$

где T – безразмерная температура, а безразмерная координата z , нормированная на d , отсчитывается вверх от основания ПЗМ (ось x направлена по нижней границе ПЗМ против вектора зоны

субдукции). Согласно [15; 25; 26], для «влажного» оливина основные параметры реологии горных пород мантии в зоне субдукции составляют $n = 3$, $r = 1,2$, $m = 0$, $\tau = (\tau_{ik}^2)^{1/2}$, $E^* = 470 \text{ кДж} \cdot \text{моль}^{-1}$, $V^* = 12 \cdot 10^3 \text{ мм}^3 \cdot \text{моль}^{-1}$, $A = 10^2 \text{ с}^{-1} \cdot \text{МПа}^{-n}$, $C_w > 10^{-3}$. При $C_w = 10^{-3}$ с учетом

$$\tau_{ik}^2 = 4\eta^2 \cdot [(\psi_{zz} - \psi_{xx})^2/2 + 2\psi_{xz}^2], \quad (6)$$

безразмерная вязкость есть

$$\eta = \{1,0/[(\psi_{zz} - \psi_{xx})^2/2 + 2\psi_{xz}^2]^{1/3}\} \times \exp\{[10,0 + 5,0(1 - z)]/T\}. \quad (7)$$

Отношение сторон модельной области прием равным 1:(1,87) так, что при субдукции по

диагонали модельной области угол зоны активной субдукции составит $\beta = 28^\circ$, а расчетная скорость $V = 26$ мм/год [29] в относительных единицах равна $V = 0,610 \cdot 10^3$, т. е. в субдуцирующей Черноморской микроплите (плите Тетис) ее компоненты $V_x = -0,584 \cdot 10^3$ и $V_z = -0,174 \cdot 10^3$. Величина скорости субдукции рассчитывалась таким образом, чтобы в мантийном клине возбуждались 2D-конвективные ячейки размером ~ 250 км (судя по почти одинаковому расстоянию между валлообразными структурами в палеолитосферной плите Тетис на рис. 2, карты от 3-й до 6-й [22], т. е. от конца мелового периода 65 млн лет назад до настоящего времени).

Следуя [15], примем фазовые функции $\Gamma^{(l)}$ в виде (напомним, что ось z здесь направлена вверх, поэтому знаки изменены):

$$\Gamma^{(l)} = (1/2) \cdot \{1 - th[z - z^{(l)}(T)]/w^{(l)}\};$$

$$z^{(l)}(T) = z_0^{(l)} - [\gamma^{(l)}/\rho g](T - T_0^{(l)}), \quad (8)$$

где $z^{(l)}(T)$ – глубина l -го фазового перехода, $z_0^{(l)}$ и $T_0^{(l)}$ – усредненные глубина и температура фазового перехода, $\gamma^{(410)} = 3$ и $\gamma^{(660)} = -3$ МПа \cdot К $^{-1}$ – наклоны кривых фазового равновесия, $w^{(l)}$ – характерная ширина l -го фазового перехода, $T_0^{(410)} = 1820$ К, $T_0^{(660)} = 1970$ К – средние температуры фазовых переходов. Теплоты фазовых переходов, как и в [15], в (2) не учитываются ввиду несущественности в случае развитой конвекции. Из (8) получаем:

$$\Gamma_x^{(l)} = -(\gamma^{(l)}/2\rho g w^{(l)}) T_x \times$$

$$\times ch^{-2} \{[(z - z_0^{(l)} + \gamma^{(l)}(T - T_0^{(l)}))/(\rho g)]/w^{(l)}\}, \quad (9)$$

откуда видно, что фазовый переход с $\gamma^{(l)} > 0$ усиливает конвекцию (при $l = 410$), а фазовый переход с $\gamma^{(l)} < 0$ (при $l = 660$) – ослабляет. В безразмерном виде $z_0^{(410)} = 0,39$, $z_0^{(660)} = 0$, $w^{(l)} = 0,06$, $\gamma^{(410)} = 2,56 \cdot 10^9$, $\gamma^{(660)} = -2,56 \cdot 10^9$, $T_0^{(410)} = 0,93$, $T_0^{(660)} = 1,02$, и тогда в формуле (10) будет:

$$\Gamma_x^{(l)} = -(\delta\rho^{(l)}\gamma^{(l)}/2\rho Ra^{(l)}w^{(l)}) T_x \times$$

$$\times ch^{-2} \{[z - z_0^{(l)} + \gamma^{(l)}(\delta\rho^{(l)}/\rho Ra^{(l)})(T - T_0^{(l)})]/w^{(l)}\}. \quad (10)$$

В качестве граничных условий принята изотермичность горизонтальных и адиабатичность вертикальных границ, условия прилипания и непроницаемости границ (кроме «окон» внедрения и выхода субдуцирующей плиты, в которых задана скорость субдукции и проницаемости, удаленной от зоны субдукции границы под прямым углом, близким к углу выхода вынужденного мантийного потока, при полой субдукции).

Результаты проведенных расчетов геотермодинамических параметров палеолитосферной субдукционной зоны. Для первоначальной оценки средней скорости субдукции Черноморской палеолитосферной микроплиты рассмотрим зависимость от горизонтальной координаты x инкремента $\Upsilon(x)$ конвективной неустойчивости в виде тектонических валлообразных структур, ориентированных

поперек направления зоны субдукции, для модели мантии с постоянной вязкостью, зависимость которой от температуры (T) и давления (p) учитывается усредненным образом, а именно: множитель, описывающий зависимость вязкости от температуры и давления, считается равным его среднему значению. Следует подчеркнуть, что $\gamma(x)$ не зависит от вязкости, так как движущей силой конвекции служит диссипативное тепловыделение, пропорциональное вязкости, но, с другой стороны, чем больше вязкость, тем труднее возбудить конвекцию.

Для построения согласованной более точной модели мелкомасштабной термической конвекции в мантийном клине между настиляющей Русской палеолитосферной плитой и субдуцирующей Черноморской палеолитосферной микроплитой (палеоплитой Тетис) ради повышения точности вычислений вначале необходимо положить в (1)–(2) $Ra = 0$, $Di = 0$, т. е. рассчитать модель погружающейся плиты Тетис, мантийного клина и настиляющей Русской плиты без учета вязкой диссипации и конвекции. Это связано с тем, что при Ra и Di (4) конвекция в модели проходит стадии с большими скоростями, и для обеспечения устойчивости расчета квазистационарного состояния требуются крайне малые шаги по времени. При этом трудно рассчитать термическое состояние погружающейся микроплиты, настиляющей плиты, и индуцированного возвратного потока. Полагая вначале в (1)–(2) $Ra > 0$, $Di = 0$, т. е. учитывая только теплопроводность и адвекцию тепла, и интегрируя (1)–(2) по пространственным координатам методом конечных элементов на сетке 104×104 и по временной координате методом Рунге – Кутты 3-го порядка при $V = 26$ мм/год, были получены квазистационарные безразмерные ψ и $T - TR$.

Скорость субдукции литосферной плиты Тетис ($V = 26$ мм/год) выбрана как наиболее соответствующая наблюдаемому распределению теплового потока [6] и не менее современным геодинамическим оценкам скорости субдукции литосферных плит этого региона [29]. Черноморская палеолитосферная микроплита (как часть общей палеоплиты Тетис), субдуцирующая с заданной скоростью V , обозначенная равноотстоящими диагональными линиями тока, считается жесткой, а коэффициент вязкости в зоне трения литосферных плит при температурах ниже 1200 К понижается по сравнению с (5) на два порядка величины. Последним фактом учитывался эффект смазки за счет субдуцирующих осадков, которые частично затягиваются погружающейся Черноморской микроплитой и препятствуют прилипанию к ней настиляющей литосферы [24].

Полагая затем безразмерные параметры в (1)–(2) и согласно (4), т. е. включая эффекты диссипации и конвекции, и интегрируя значения в (1)–(2), находим, что в случае неньютоновской реологии при $C_w = 10^{-3}$ вес. % конвекция не возбуждается, а при $C_w = 6 \cdot 10^{-1}$ вес. % вынужденный

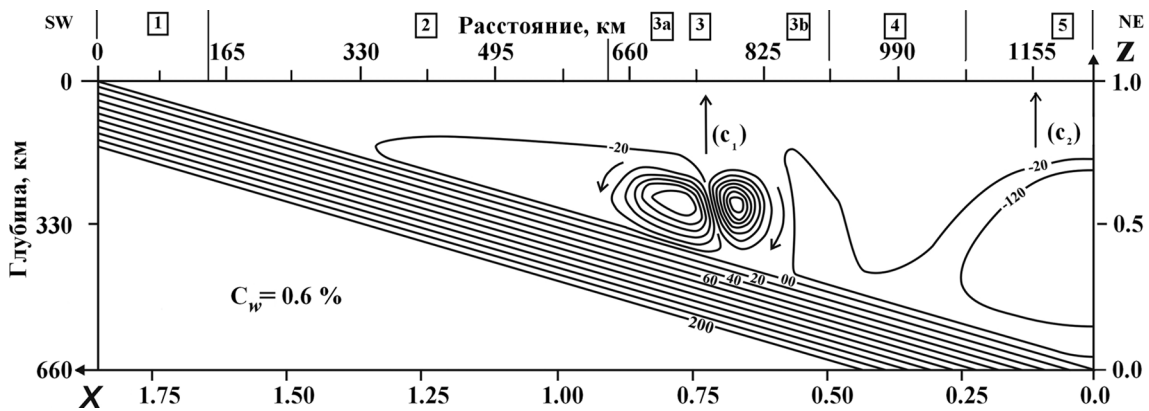


Рис. 3. Квазистационарные распределения безразмерной функции тока вдоль профиля МВ в мантийном субдукционном клине Черноморской литосферной микроплиты (как части палеолитосферной плиты Тетис) под литосферу Русской платформы (Кавказский регион), с учетом эффектов диссипативного нагрева и конвективной неустойчивости для неньютоновской реологии мантии и концентрации воды $C_w = 6 \cdot 10^{-1}$ вес. %. Стрелками (C_1) и (C_2) обозначены восходящие конвективные потоки, которые выносят известково-щелочные магмы (с содержащимися в них растворенными металлами) в области C_1 (поднятие вала Архангельского – 3а и Шатского – 3б) и C_2 (район Большого Кавказа)

1 – начало зоны субдукции палеолитосферной плиты Тетис; 2 – Понтийская палеоостровная дуга; 3 – регион Восточно-Черноморской впадины; зона тектонического вала Архангельского (3а) и Шатского (3б); 4 – тектоническая валообразная зона Большого Кавказа; 5 – Индоло-Кубанская впадина

мантийный поток над субдуцирующей микроплитой за безразмерное время $0,6 \cdot 10^{-6}$ (в размерном виде 10^5 лет) разрушается конвекцией, которая по достижении стадии развитой конвекции принимает вид, изображенный на рис. 3. Очевидно, что вихревые линии тока, показанные на рис. 3, с интервалом $4 \cdot 10^4$ действительно соответствуют двум 3D- и 2D-конвективным ячейкам, возбуждающимся при скорости субдукции $V = 26$ мм/год. При этом необходимо акцентировать внимание на том, что размер одной конвективной ячейки Карига – Рихтера составляет порядка 250 км с расстоянием между конвективными ячейками около 350 км.

Таким образом, расчет для неньютоновской реологии горных пород мантии с вязкостью, рассчитанной по (7)–(9), показывает, что при снижении вязкости на три порядка по сравнению со значениями в (7)–(9), т. е. при $C_w = 6 \cdot 10^{-1}$ вес. %, в мантийном клине развивается конвекция в виде двух микровихрей, способная обеспечить аномальный 2D-тепловой поток. Альтернативой столь существенному повышению концентрации кристаллизационной воды может быть повышение константы A и/или снижение энергии активации E^* по сравнению с указанными в работе [15]. Значительная скорость конвективных движений объясняется локальным снижением вязкости за счет повышения напряжений в мантии, в зоне, охваченной конвекцией.

В результате проведенных расчетов на рис. 3 показано квазистационарное распределение безразмерной функции тока, в мантийном субдукционном клине характерное для углов субдукции Черноморской микроплиты под литосферу Русской платформы.

В вышележащих слоях литосферы, над зонами формирования основных конвективных вихрей Карига – Рихтера в мантии, могут

образовываться локальные зоны плавления пород [3; 7], которые не всегда выделяются в рамках представленной региональной термодинамической модели (рис. 3). Установлено также, что уже при угле наклона ($\beta > 30^\circ$) субдуцирующей плиты поперечные валообразные структуры вообще не возникают [2; 15; 24]. При рассмотренных углах зоны субдукции (β) в разных литосферных блоках Черноморской микроплиты, в диапазоне от 15° (перед Крымским полуостровом – центральная зона Черноморской микроплиты) до 28° (перед территорией Кавказа – восточная зона Черноморской микроплиты) конвекция не возникает только при скорости субдукции ниже $V = 10$ мм/год. Очевидно, наличие двумерной конвекции в узком мантийном клине связано с большими, чем в широком клине, вязкими напряжениями и, следовательно, с большим диссипативным нагревом. Для неньютоновской реологии горных пород мантии конвекция при скорости субдукции ($V = 26$ мм/год) возникает при концентрации воды в горных породах мантийного клина равной $C_w = 6 \cdot 10^{-1}$ вес. %.

Обсуждение полученных результатов. В течение длительных (165 млн лет) геодинамических и тектонических процессов субдукции Черноморской микроплиты (рис. 2) произошло образование перемежающихся линейно вытянутых параллельных друг другу поднятий – Архангельского (2) и вала Шатского (4) – и линейно вытянутых прогибов – впадины Восточно-Черноморского бассейна (3) и Туапсинского прогиба (5) – перед орогенической областью Большого Кавказа (6) и валом Андрусова (7), прогибом Сорокина (8), Крымской орогенической валообразной областью (9), представленных на топографической карте рельефа твердой поверхности Земли Азово-Черноморского региона (рис. 4).

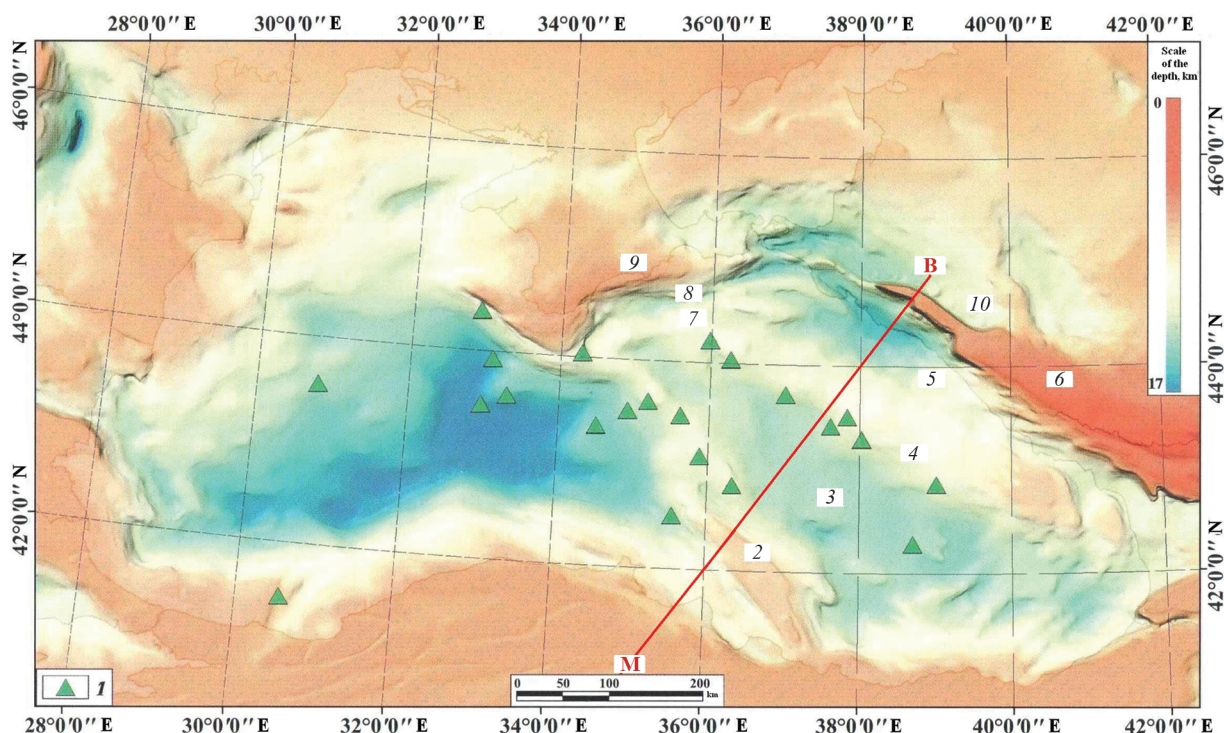


Рис. 4. Топографическая карта рельефа твердой поверхности Земли Азово-Черноморского региона [13]

1 – зелеными треугольниками обозначены линейные области разгрузки гидрофлюидных потоков на морском дне в зонах подъема известково-щелочных магм по глубинным тектоническим разломам; 2 – линейно вытянутое тектоническое поднятие Архангельского; 3 – линейно вытянутый прогиб рельефа поверхности дна моря, связанный с впадиной Восточно-Черноморского бассейна; 4 – тектоническая структура вала Шатского; 5 – Туапсинский прогиб; 6 – линейно вытянутое поднятие орогенической области Большого Кавказа; 7 – тектоническая структура вала Андрусова; 8 – прогиб Сорокина; 9 – Крымская валообразная орогеническая структура

Также эти перемежающиеся линейно вытянутые поднятия и прогибы показаны на сейсмическом временном разрезе, проходящем через восточную часть акватории Чёрного моря (врезка внизу слева на рис. 5).

По причине того, что временной разрез сейсмического зондирования земной коры (рис. 5) не всегда точно воспроизводит наклон сейсмических границ, и в частности границы Мохорвичича (Мохо) – верхней кромки Черноморской литосферной микроплиты, для уточнения угла наклона этой сейсмической границы был проанализирован разрез глубинного сейсмического зондирования через акваторию Черноморской впадины (рис. 6) [1].

Нижняя сейсмическая скоростная граница коры ($V = 8,2-8,6$ км/с), изображенная на глубинном сейсмическом разрезе Чм 68-19 (рис. 6) [1], является поверхностью Мохо и характеризуется наклоном верхней кромки литосферного слоя зоны субдукции (в зоне на расстоянии от 300 до 400 км на разрезе) в среднем около 15° . Это соответствует примерному наклону границы Мохо, изображенной на временном сейсмическом разрезе по профилю ВС-060 (рис. 5).

Рисунки 3, 5 и 6 подтверждают, что поверхность Мохо, являющаяся верхней кромкой литосферы Черноморской микроплиты, обладает определенным наклоном (более 15°) под орогенические

(валообразные) тектонические структуры от Крыма до Кавказа. Конечно, поверхностные слои земной коры в зоне литосферной субдукции обычно имеют меньший угол наклона, чем более глубокозалегающие. Этот наклон показывает, что и в современный геохронологический период также заметен реликтовый наклон (рис. 6) верхней кромки (границы Мохо) ранее активно субдуцирующей палеолитосферы Черноморской микроплиты под орогенические структуры Крыма.

Согласно [2; 24], в субдукционном мантийном клине возможны два типа мелкомасштабной термической конвекции, вызываемой диссипативным нагревом: 3D-конвекция в виде магматических струй, восходящих к вулканическим цепям Горного Крыма, Малого Кавказа – вала Архангельского и Шатского, вала Андрусова – и 2D-конвекция, представленная так называемыми роликовыми (квазицилиндрическими) вихрями Карига – Рихтера [28] в зонах Большого Кавказа, Степного Крыма, ориентированных поперек направления зоны субдукции (поддвига) Черноморской микроплиты. В работах [2; 17; 21] показано, что пространственное разделение этих двух типов термической конвекции возникает вследствие зависимости коэффициента эффективной вязкости мантии от температуры, причем конвективные вихри Карига – Рихтера, если они формируются, располагаются немного позади

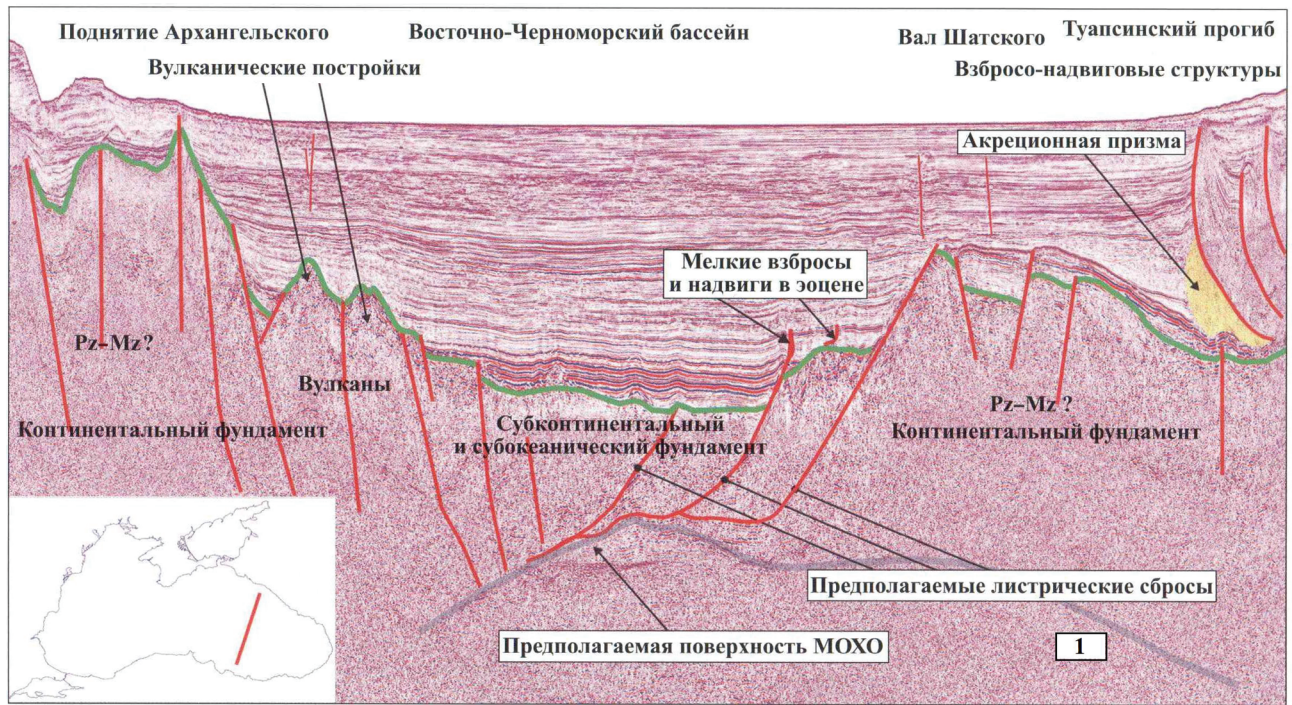


Рис. 5. Временной сейсмический разрез по профилю ВС-060 [13]

1 – серой линией обозначена поверхность Мохо – верхняя кромка субдуцирующей Черноморской литосферной микроплиты; 2 – зеленой – верхняя кромка консолидированного континентального и субокеанического фундамента; 3 – красной – субвертикальные тектонические разломы и связанные с ними листрические сбросы, по которым от мезозойского геологического периода до настоящего времени происходило поднятие щелочных растворов, приводящих к образованию металлогенических зон на валообразных тектонических структурах Азово-Черноморского региона

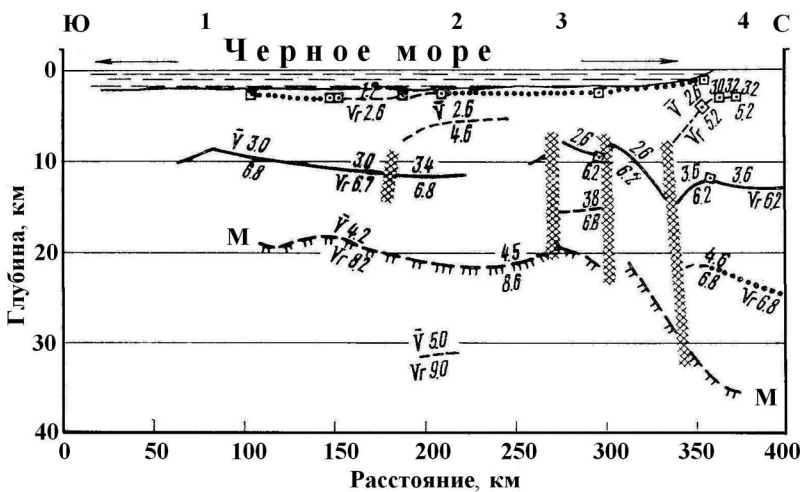


Рис. 6. Разрез глубинного сейсмического зондирования земной коры через территорию Черноморской микроплиты по профилю Чм 68-19 Апачам (Турция) – Приморский (Крым) [1]

М – поверхность Мохо; 1 – вал Архангельского; 2 – Восточно-Черноморская впадина; 3 – вал Шатского; 4 – Крымский полуостров

основной вулканической гряды. Аномалии теплового потока, наблюдаемые, например, в южной части Крымского полуострова [3; 6; 7; 10; 11], обязаны своим происхождением конвективному 3D- и 2D-подводу тепла соответственно из мантийного клина. Второй из этих максимумов теплового потока (Тарханкутско-Новоселовские аномалии теплового потока) [7; 10; 11], расположенный в тылу хребтов Горного Крыма (Степной Крым) и намного более выраженный (под точкой С₂ на рис. 7), обладает двумерной структурой и, видимо, связан с 2D-роликовой конвекцией в мантийном клине, тогда как первый максимум (под

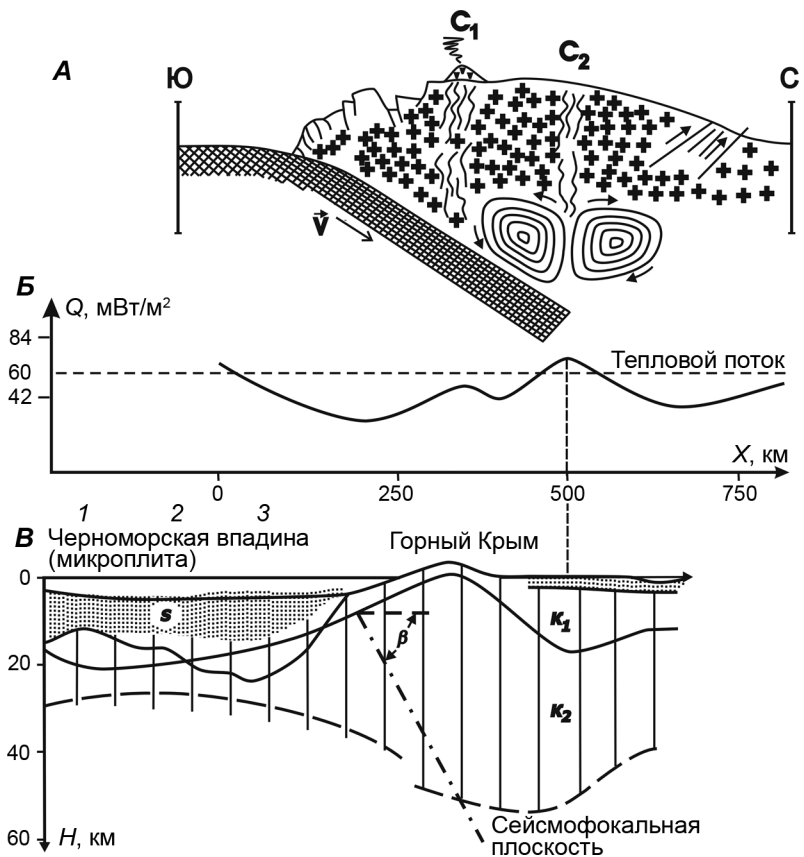
точкой С₁, совпадающей с отдельными concentрическими вихрями) связан с 3D-конвекцией.

Имеющихся геофизических данных недостаточно для подтверждения наличия зоны субдукции. Поэтому на рис. 8 приводится схема расположения выходов на поверхность кристаллического фундамента под дном Средиземного моря субширотного тектонического разлома, от которого начинается отсчет Черноморско-Средиземноморская зона субдукции (южнее о. Кипр), куда входит как составная часть и Черноморская субдукционная зона, а в качестве палеозадуговых бассейнов предлагается рассматривать

Рис. 7. Схематический геолого-геофизический поперечный разрез зоны субдукции в районе Черноморская литосферная микроплита – Русская литосферная плита (Крымский полуостров) [10; 11] – *A*; распределение измеренных значений теплового потока q на Крымском полуострове – *B*; расположение Черноморской литосферной микроплиты, субдицирующей под литосферу Русской платформы (под Крымский полуостров) под углом $\beta = 15^\circ$ и сейсмофокальной плоскости под ним, показанной штрихпунктирной линией – *B*

A: C_1 и C_2 – зоны восходящих конвективных 3D- и 2D-потоков в областях максимумов теплового потока q в районе Горного (C_1) и Степного Крыма (C_2); вихревые линии тока – вихри Карига – Рихтера, соответствующие 2D-конвекции в мантийном клине см. текст к рис. 10;

B: S – породы осадочного слоя, горные породы верхнего (K_1) и нижнего (K_2) слоев земной коры; валы Архангельского (1) и Андрусова (2); 3 – впадина Сорокина



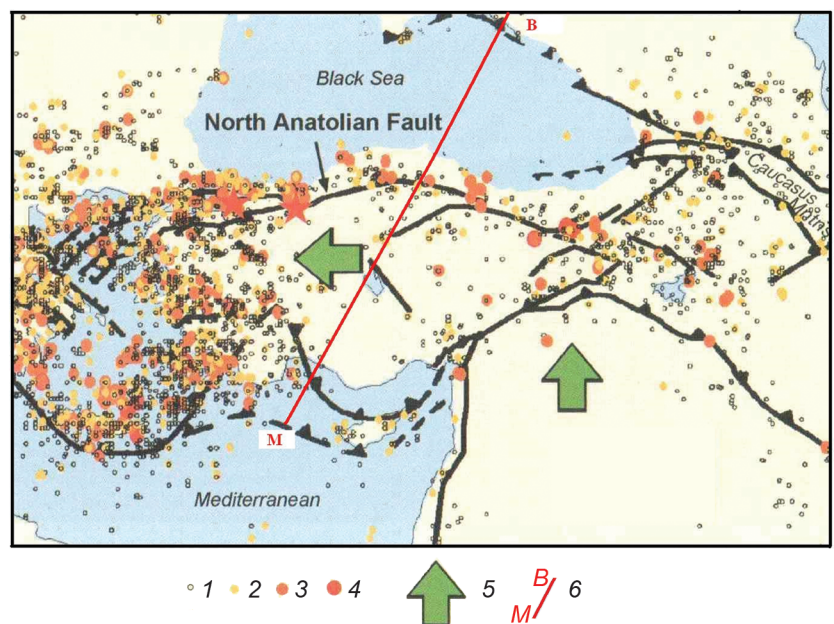
сейсмически активные палеовулканические зоны на территории Малой Азии (Понтийская палеоостровная дуга – палеовулканы на этой территории) [23].

Кроме того, необходимо отметить, что приведенные на рис. 5, 6 и 7 относительно короткие глубинные геолого-геофизические разрезы коры, проходящие только через акваторию Чёрного моря, наводят на предположение об андийском типе зоны субдукции (без задугового бассейна).

Чтобы определить, подходит ли такая модель для ситуации в Чёрном море, необходимо рассмотреть сводный сейсмический разрез, уходящий на значительное расстояние на юг от северной границы Черноморской впадины. К сожалению, до сих пор нет данных по длинным профилям глубинного сейсмического зондирования, с юго-запада на северо-восток пересекающих одновременно Большой Кавказ, Чёрное море совместно с Малой Азией и Средиземным морем, показывающих

Рис. 8. Карта современного расположения субширотных тектонических разломов (в районе о. Кипр) на поверхности кристаллического фундамента под морским дном как начала отсчета Средиземно-Черноморской субдукционной зоны и гипоцентров землетрясений сейсмически активных вулканических зон и разломов Малой Азии [23]

1–4 – землетрясения магнитуд: 1 – $M > 5-6$, 2 – $M > 6-7$, 3 – $M > 7-8$, 4 – $M > 8-9$; 5 – основное направление современного движения Африканской литосферной плиты на север и некоторое смещение ее на запад из-за бокового давления Азиатской плиты; 6 – месторасположение профиля, по которому происходил расчет термодинамической модели, представленной на рис. 3



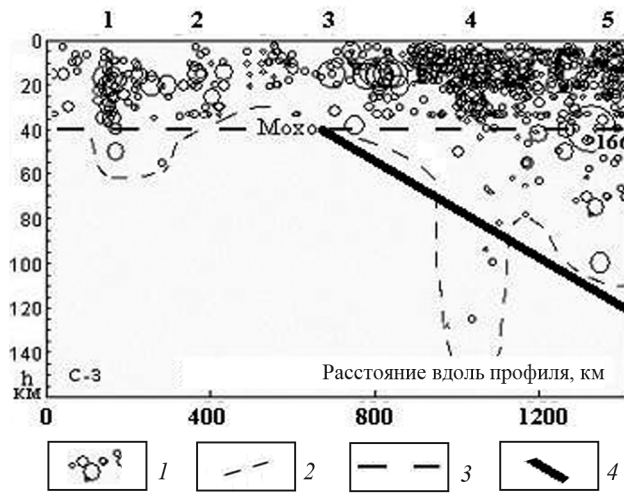


Рис. 9. Глубинный разрез литосферы, построенный вдоль профиля Чёрное море – Крымско-Кавказский регион по сейсмологическим данным о расположении гипоцентров землетрясений [16]

1 – кружками разного диаметра отмечены глубинные зоны расположения гипоцентров землетрясений разной магнитуды; 2 – коро-литосферные неоднородности этого региона по данным о гипоцентрах землетрясений; 3 – средняя глубина (40 км) земной коры; 4 – наклон в восточном направлении верхней границы литосферы (Мохо) в зоне субдукции Черноморской микроплиты под территорию Большого Кавказа; глубинно-пространственные зоны, выделяемые по данным о расположении гипоцентров землетрясений: 1 – верхняя часть конвективной зоны в районе Крымского полуострова; 2 – впадина Азовского моря и западная часть Индоло-Кубанской впадины; 3 – Туапсинский прогиб; 4 – палеомантийный плюм в районе г. Грозный; 5 – западная бортовая зона Южно-Каспийской мегавпадины

погружение Средиземноморско-Черноморской литосферной плиты на северо-восток под территорию Большого Кавказа. Поэтому рассмотрим достаточно длинный глубинный сейсмический разрез, пересекающий почти с запада на восток, а точнее немного с северо-запада на юго-восток, акваторию Чёрного моря в районе юго-западнее Крымского полуострова, а также всю территорию Большого Кавказа до западной бортовой зоны Южно-Каспийской мегавпадины в области г. Баку [16] (рис. 9).

Рисунок 9 подтверждает, что, по сейсмологическим данным, существует наклон верхней кромки Черноморской литосферной микроплиты на восток (по данным о наклоне нижней кромки земной коры 40 км), погружающейся под континентальную литосферу на территории Большого Кавказа. Однако поверхность субдуцирующей Черноморской микроплиты нарушается последующим внедрением в ее наклонную структуру палеомантийного плюма в виде конусообразной структуры в районе г. Грозный.

Рассматриваемый в этой статье вид зоны субдукции можно отнести к Атлантическо-Средиземноморскому типу зоны субдукции, отличающемуся от Тихоокеанского тем, что скорости подвига субдуцирующей плиты, характерные

для Атлантическо-Средиземноморского вида, составляют около 0,95–4,00 см/год [29], то есть несколько меньше, чем скорости в Тихоокеанских видах зон субдукции. Так, например, согласно работе [27], в которой рассматриваются четыре возможные конфигурации зоны поддвижения (субдукции) литосферной плиты, и на основании других данных, приведенных в этой статье, можно сказать, что в Чёрном море может быть такой вид зоны субдукции [27, фиг. 14а], что длина сейсмической зоны (наклонной части субдуцирующей плиты) есть продукт скорости поддвижения литосферной плиты, погруженной в вещество астеносферы, но не дошедшей до границы пород мезосферы. Согласно [35, фиг. 4В], Черноморская зона субдукции может быть отнесена ко второму виду зоны субдукции. При этом территория Малой Азии (Понтийская палеоостровная дуга) рассматривается как развивающийся ортотектонический ороген (несформировавшаяся до конца островная дуга), а литосфера Чёрного моря – экзогеосинклиналь (несформировавшийся до конца малый палеоокеанический бассейн). Эти две работы, дополняя друг друга, дают возможность предположить такой вид зоны субдукции, принятый для расчетов в нашей статье. Опираясь на представленные в [16; 20; 23] дополнительные данные по площади Чёрного моря и сравнивая их с другими, уже определившимися по своему виду районами зон субдукции [27–31; 33–35], предположим, что в этой статье анализируется вид (палео) субдукционной зоны с (палео) задуговым бассейном [12; 18; 20; 23; 28–31; 33; 34] и мантийными конвективными зонами [2; 10; 11; 24–34], которая может формировать линейные металлогенические зоны на территории Крыма и Кавказа.

Для подтверждения проведенных модельных расчетов по профильным данным теплового потока в восточной части Черноморского региона (рис. 3, 7) обратимся к независимым показателям [6] по пространственному распределению теплового потока на исследуемой акватории Черноморской впадины и территории Малого и Большого Кавказских линейно вытянутых горных регионов (рис. 10), которые не противоречат использованным сведениям для модельных расчетов по профилям (рис. 3, 7).

Рисунок 10 иллюстрирует, что на карте пространственного распределения теплового потока отмечены две основные линейные зоны высоких значений теплового потока на территориях валлообразных структур Малого и Большого Кавказа, расположенные на расстоянии около 350 км, как и следует из проведенных в статье расчетов о повышенном выделении эндогенной энергии из мантии в зонах внедрения щелочных магматических образований (с содержащимися в них металлическими фракциями) в двух основных металлогенических провинциях Кавказа.

Заключение. При проведении поисково-разведочных работ на рудные месторождения

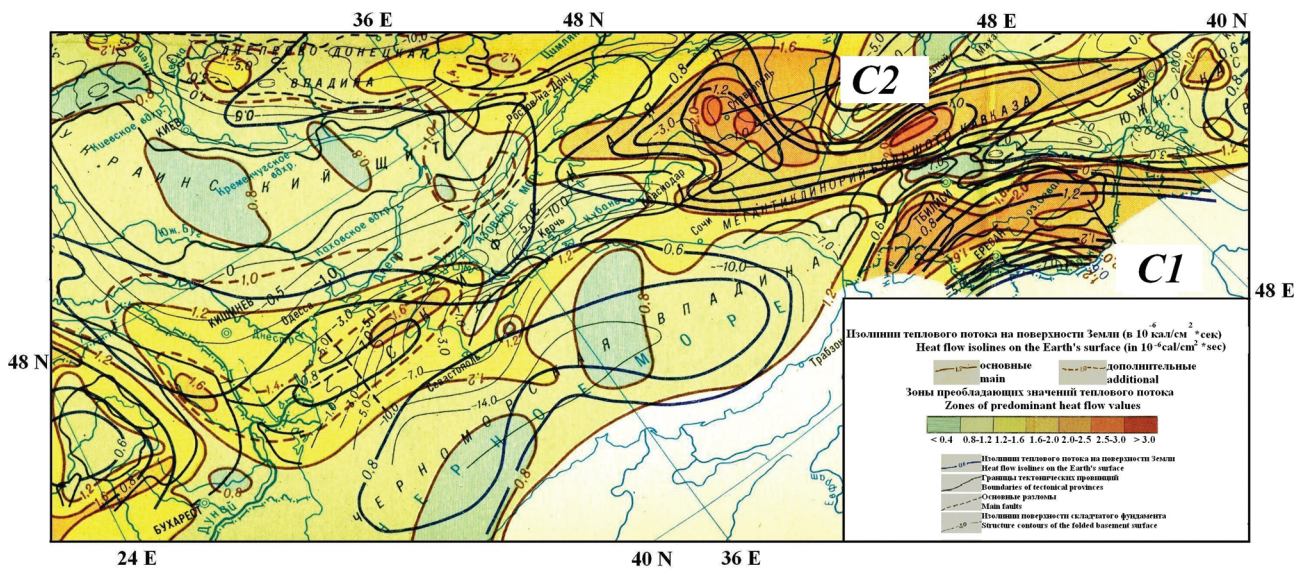


Рис. 10. Фрагмент карты значений теплового потока q ($1 \times 41,8 \text{ мВт/м}^2$) в Крымо-Кавказском регионе [6]. Линейная зона теплового потока Малого Кавказа (C_1) является зоной 2D-конвективных вихрей, связанных с максимальными значениями теплового потока q , а линейная зона теплового потока Большого Кавказа C_2 ассоциируется с 3D-конвективным вихрем Карига – Рихтера

в Крымо-Кавказском регионе важно понимать, что расстояние между образовавшимися металлогеническими провинциями (зонами) зависит от соотношения многих физико-химических факторов: угла наклона зоны палеосубдукции и скорости субдуцирующей палеолитосферной микроплиты, температуры, давления, вязкости, концентрации воды в горных породах палеомантийного клина, скорости вращательного движения частично расплавленных известково-щелочных магм в конвективных вихрях Карига – Рихтера, их размеров и других менее значимых реологических параметров среды в палеомантийном клине зоны палеосубдукции. Например, в случае неньютоновской реологии характерный размер каждой конвективной ячейки вихря Карига – Рихтера, полученной в модели мантийного клина, сформировавшегося при субдукции Черноморской микроплиты под Крымо-Кавказский регион, составляет $\sim 250 \text{ км}$, что при скорости субдукции 26 мм/г приблизительно совпадает с характерным пространственным размером 2D-аномалии теплового потока в тылу Горного Крыма. Средняя концентрация воды в горных породах мантийного клина $C_w = 6 \cdot 10^{-1} \text{ вес. \%}$ [25]. Скорость движения в конвективных вихрях Карига – Рихтера в этом регионе может превышать 10 м/г , чего вполне достаточно для обеспечения эффективного выноса щелочных магм (вместе с растворенными в них металлами) к дневной поверхности и образования приповерхностных залежей рудных месторождений. Последовательное периодическое распределение линейно вытянутых металлогенических зон, располагающихся через определенный интервал расстояния от кромки субдуцирующей плиты, отмеченные в работах зарубежных исследователей [30; 31; 33; 34], подтверждается наличием первой

цепочки залежей железа на прибрежном Крымском месторождении [19], полуострове Керчь, а также первой цепочки рудных медно-порфировых и молибден-порфировых месторождений на территории Малого Кавказа (Армения) [14; 34], а затем второй цепочки полигенных рудных месторождений, протягивающейся на площади Большого Кавказа [9] (рис. 11).

Субширотные линейные зоны высоких значений теплового потока на территории Крыма, Малого и Большого Кавказских хребтов (рис. 10), как и показано в результатах вышеприведенных расчетов, пространственно совпадают с металлогеническими зонами Кавказа (рис. 11) [8]. В кавказском регионе (рис. 9) видны две линейные почти параллельные друг другу валообразные тектонические зоны, в пределах которых находятся месторождения рудных полезных ископаемых, расположенные на расстоянии около 350 км на территории валов Большого и Малого Кавказа, что соответствует проведенным в статье расчетам. Эти линейные валообразные зоны, вдоль которых линейно распределены рудные месторождения, являются продолжением валообразных зон, расположенных на дне Чёрного моря (например, валы Архангельского и Шатского обладают линейным продолжением на территории основного горного хребта (вала) Малого Кавказа). Образованию рудных полезных ископаемых на территории Большого и Малого Кавказа, Крыма, валов Архангельского, Шатского и Андрусова способствовали многофазная магматическая деятельность, вулканизм и подъем щелочных магм [13; 22; 31] с растворенными в них металлами, возникавшие в течение эволюционного геолого-тектонического преобразования Черноморского региона над мантийными конвективными вихрями Карига – Рихтера [28] в субдукционной

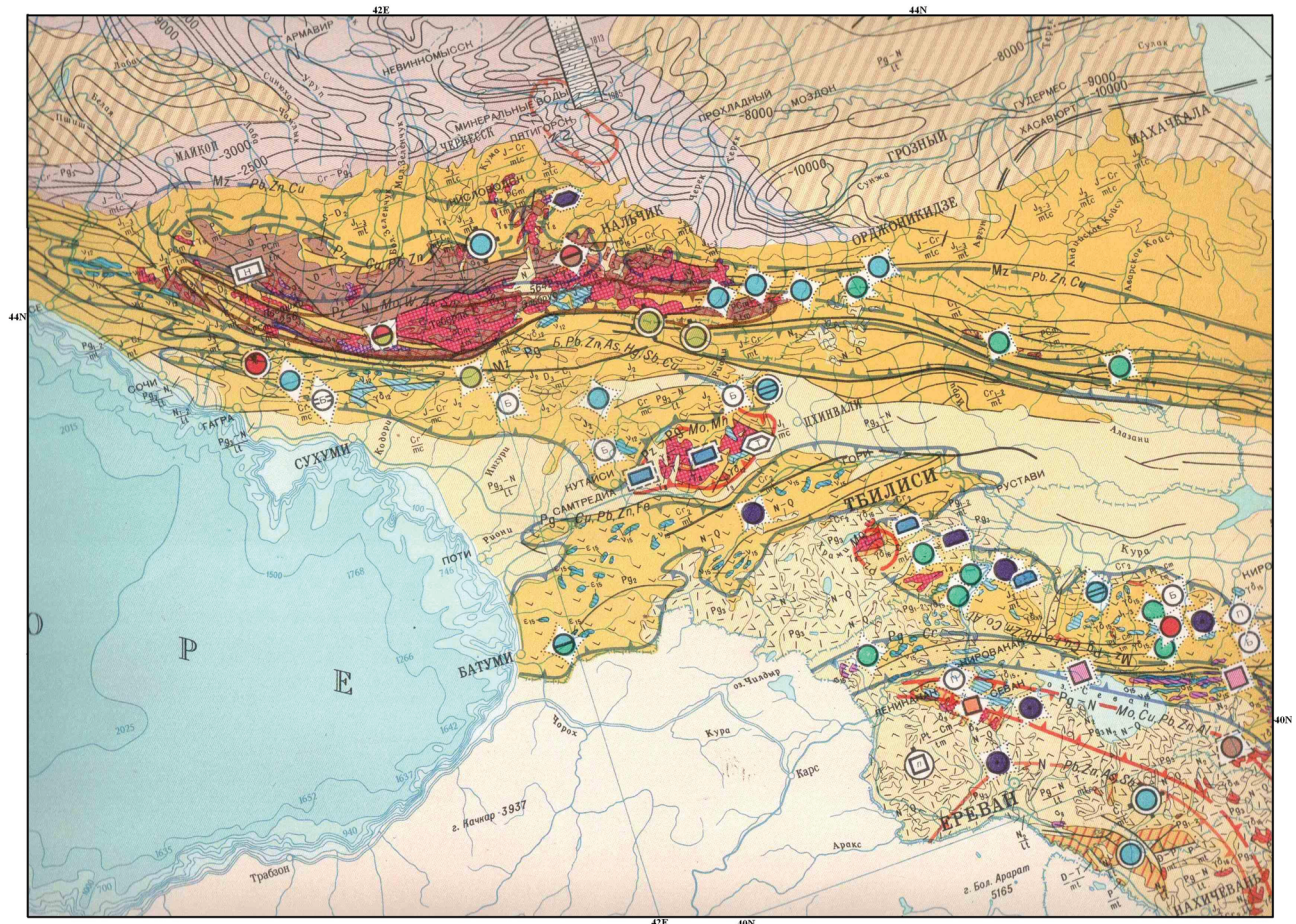


Рис. 11. Фрагмент металлогенической карты СССР (для региона Кавказа) [8]

Окружности черные – месторождения железа; голубые – полиметаллические месторождения (вольфрам, молибден, свинец, цинк и др.); прямоугольники голубые – месторождения меди

зоне. Под действием конвективных вихрей расплавленная магма поднималась по многочисленным трещинам и разломам земной коры Кавказских хребтов. Мощные магматические интрузии, зарождавшиеся над центрами мантийных конвективных вихрей, внедрились в сланцевые породы, которые сохранились в виде пегматитовых жил. Тырнаузское вольфрамо-молибденовое месторождение входит в самый протяженный (длинной около 150 км) Тырнаузский рудный пояс [5] цветных металлов на Кавказе, связанный с зоной субширотных тектонических разломов земной коры, протянувшихся вдоль хребтов Большого Кавказа. Кроме того, хорошо известные цепочки месторождений меди на Северном Кавказе [9; 14] также протягиваются субширотными полосами вдоль Кавказского хребта. Генетические типы некоторой части месторождений полиметаллических руд Кавказа и Крыма [5; 9; 14; 18; 20] обладают особенностями, которые могут быть сформированы в аналогичных зонах внедрения щелочных магм, возникавших, по мнению [22; 30; 31; 33; 34], над другими зонами палеосубдукции. Субширотное распределение различных месторождений полиметаллических руд, параллельных друг другу на территории Большого и Малого Кавказа, с расстоянием между ними около

350 км, подтверждает результаты проведенных исследований, связанных с субширотным расположением роликовых (квазицилиндрических) 2D-конвективных вихрей Карига – Рихтера, возникавших в процессе геологической эволюции в зоне субдукции Черноморской палеолитосферной микроплиты (части палеолитосферной плиты Тетис). Необходимо отметить, что модель, предполагающая наличие палеосубдукционной зоны Черноморской литосферной микроплиты, является лишь одним из возможных объяснений строения изучаемого региона.

Авторы искренне благодарны рецензентам редакции журнала «Региональная геология и металлогения» и особенно профессору И. В. Кудрявцеву за глубокий анализ приведенных данных и ценные советы по улучшению качества статьи.

1. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. – М.: Советское радио, 1975. – 267 с.
2. Гаврилов С. В. Исследование механизма формирования островных дуг и тылового раздвигания литосферы

- // Геофизические исследования. — 2014. — Т. 15, № 4. — С. 35–43.
3. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. Тепловое поле и сейсмичность юго-запада европейской части России // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. — М.: Наука, 1993. — С. 10–14.
 4. Жарков В. Н. Физика земных недр. — М.: Наука и образование, 2012. — 384 с.
 5. Исаев В. С. Генетические особенности ультрамафитов месторождения Тырнауз (Северный Кавказ) // Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов. — Новочеркасск: НГТУ, 1994. — С. 75–86.
 6. Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов. Масштаб 1 : 10 000 000 / гл. ред. Я. Б. Смирнов. — М.: ГУГК, 1980. — 4 л.
 7. Кутас Р. И., Цвященко В. А. Геотермический режим и сейсмичность Крымского полуострова // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. — М.: Наука, 1993. — С. 15–26.
 8. Металлогеническая карта СССР. Масштаб 1 : 2 500 000 / В. Т. Грушевой, К. Б. Ильин, В. Т. Матвеев. — М.: Всесоюзный аэрогеологический трест, 1967. — 18 л.
 9. Мустафаев Г. В. О гибрилизме магм мезозойских интрузивов Малого Кавказа и фемическом профиле эндогенного оруденения // Магматизм формаций кристаллических пород и глубины Земли. — М.: Наука, 1972. — Ч. 2. — С. 25–27.
 10. Ниметулаева Г. Ш. Особенности воздействия природных факторов и их влияние на формирование оползневых процессов Крыма // Культура народов Причерноморья. — 2006. — № 83. — С. 110–113.
 11. Ниметулаева Г. Ш. Обеспечение экологической безопасности территории Бахчисарайского района Крыма при оползневых явлениях на основе геодинамического районирования недр: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук. — М.: ВИНТИ, 2004. — 200 с.
 12. Новая глобальная тектоника (тектоника плит) / под ред. Л. И. Зоненшайна, А. А. Ковалева. — М.: Мир, 1974. — 471 с.
 13. Региональная геология и перспективы нефтегазоносности Черноморской глубоководной впадины и прилегающих шельфовых зон / И. Ф. Глумов, В. Л. Гулев, Б. В. Сенин, С. М. Карнаузов. — М.: Недра, 2014. — 181 с.
 14. Смирнов В. И. Колчедановые месторождения Большого Кавказа. — М.: Наука, 1973. — 140 с.
 15. Трубицын В. П., Трубицын А. П. Численная модель образования совокупности литосферных плит и их прохождения через границу 660 км // Физика Земли. — 2014. — № 6. — С. 138–147.
 16. Уломов В. И. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе / В. И. Уломов, Г. М. Данилова, Н. С. Медведева, Т. П. Полякова, Л. С. Шумилина // Физика Земли. — 2007. — № 7. — С. 31–45.
 17. Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Урала — ключ к пониманию природы орогена // Литосфера. — 2012. — № 1. — С. 3–13.
 18. Хмара А. Я., Хлебников А. Н., Иванов В. Д. Минеральные ресурсы Крыма и прилегающей акватории Черного и Азовского морей. Атлас. — Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. — 80 с.
 19. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. — Киев: Наукова Думка, 1972. — 176 с.
 20. Черкашин В. И., Богуш И. А. Новые представления о металлогении юрских комплексов Северного Кавказа // Вестник Дагестанского научного центра. Естественные науки. — 2014. — № 52. — С. 5–10.
 21. Billen M., Hirth G. Newtonian versus non-Newtonian Upper Mantle Viscosity: Implications for Subduction Initiation // Geophysical Research Letters. — 2005. — Vol. 32. — DOI: 10.1029/2005GL023458
 22. Finetti G. Monograph on the Black Sea // Bolletino di Geofisica: teorica ed applicata. — 1988. — Vol. XXX. — Pp. 117–118.
 23. Earthquake research. In focus Turkey // Bulletin of Geo-Forschungs Zentrum. Potsdam. — 2000. — Pp. 22–24.
 24. Gerya T. V. Future directions in subduction modeling // Journal of Geodynamics. — 2011. — Vol. 52. — Pp. 344–378.
 25. Hirschmann M. M. Water, melting and the deep Earth H₂O cycle // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. — 2006. — Vol. 34. — Pp. 629–653. — DOI: 10.1146/annurev.earth.34.031405.125211
 26. Hirth G., Kohlstedt R. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists // Inside the subduction Factory, Geophysical Monograph. — 2003. — Vol. 138. — Pp. 83–105.
 27. Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and new global tectonics // Journal Geophysical Researches. — 1968. — Vol. 73. — Pp. 5855–5900.
 28. Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // Journal Geophysical Researches. — 1971. — Vol. 76, no. 11. — Pp. 2542–2561.
 29. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift // Journal of Geophysical Research. — 1968. — Vol. 73, no. 12. — Pp. 3661–3697.
 30. Noble J. A. Metal provinces of the western United States // Bulletin of the Geological Society of America. — 1970. — Vol. 81. — Pp. 1607–1624.
 31. Sawkins F. J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics // Journal of Geology. — 1972. — Vol. 80, no. 4. — Pp. 377–397.
 32. Schubert G., Turcotte D. L., Olson P. Mantle convection in the Earth and Planets. — New York: Cambridge University Press, 2001. — 940 p. — URL: https://www.u-cursos.cl/usuario/c19094b1ea89f1f08e243796b671e2e5/mi_blog/r/Mantle_Convection_in_the_Earth_and_Planets.pdf (дата обращения: 20.05.2021).
 33. Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere // Bulletin of the Geological Society of America. — 1972. — Vol. 83. — Pp. 813–818.
 34. Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits // Economic Geology. — 1972. — Vol. 67. — Pp. 184–197.
 35. Dewey J. F., Bird J. Plate tectonics and geosynclines // Tectonophysics. — 1970. — Vol. 10, no. 5/6. — Pp. 625–638.
-
1. Vol'vovskiy I. S., Vol'vovskiy B. S. Razrezy zemnoy kory territorii SSSR po dannym glubinnogo seysmicheskogo zondirovaniya [Sections of the earth's crust of the territory of the USSR according to the data of deep seismic sounding]. Moscow, Sovetskoe radio, 1975. 267 p.
 2. Gavrilov S. V. Issledovanie mekhanizma formirovaniya ostrovnykh dug i tyloвого razdviganiya litosfery [Study of the mechanism of formation of island arcs and rear expansion of the lithosphere]. *Geophysical Research*, 2014, Vol. 15, no. 4, pp. 35–43. (In Russian).
 3. Gordienko V. V., Zavgorodnyaya O. V. Teplovoe pole i seysmichnost' yugo-zapada evropeyskoy chasti Rossii [Thermal field and seismicity of the south-west of the European part of Russia]. *Geotermiya seysmichnykh i aseysmichnykh zon*. Moscow, Nauka, 1993, pp. 10–14. (In Russian).
 4. Zharkov V. N. Fizika zemnykh neдр [Physics of the Earth's interior]. Moscow, 2012, 384 p.
 5. Isaev V. S. Geneticheskie osobennosti ul'tramafitov mestorozhdeniya Tyrnauz (Severnnyy Kavkaz) [Genetic features of ultramafic rocks of the Tyrnauz deposit (North Caucasus)]. *Geologiya, otsenka i lokal'nyy prognoz mestorozhdeniy tsvetnykh, redkikh i blagorodnykh metallov*. Novocherkassk, 1994, pp. 75–86. (In Russian).

6. Smirnov Ya. B. Karta teplovogo potoka territorii SSSR i sopedel'nykh territoriy. Masshtab 1 : 10 000 000 [Heat flow map of the territory of the USSR and adjacent regions. Scale 1:10,000,000]. Moscow, 1980, 4 p.
7. Kutas R. I., Tsvyashchenko V. A. Geotermicheskiy rezhim i seysmichnost' Krymskogo poluostrova [Geothermal regime and seismicity of the Crimean Peninsula]. *Geotermya seysmichnykh i aseysmichnykh zon*. Moscow, Nauka, 1993, pp. 15–26. (In Russian).
8. Grushevoy V. T., Il'in K. B., Matveenkov V. T. Metallogenicheskaya karta SSSR. Masshtab 1 : 2 500 000 [Metallogenic map of the USSR. Scale 1:2,500,000]. Moscow, All-Union Aerogeological Trust, 1967, 18 p.
9. Mustafaev G. V. O gibridizme magm mezozoyskikh intruzivov Malogo Kavkaza i femicheskoy profilye endogenogo orudeneniya [On the hybridism of magmas of Mesozoic intrusions of the Lesser Caucasus and the femic profile of endogenous mineralization]. *Magmatizm formatsiy kristallicheskikh porod i glubiny Zemli*. Moscow, Nauka, 1972, ch. 2, pp. 25–27. (In Russian).
10. Nimetulaeva G. Sh. Osobennosti vozdeystviya prirodnykh faktorov i ikh vliyaniye na formirovaniye opolznevnykh protsessov Kryma [Features of the impact of natural factors and their influence on the formation of landslide processes in the Crimea]. *Kul'tura narodov Prichernomor'ya*, 2006, no. 83, pp. 110–113. (In Russian).
11. Nimetulaeva G. Sh. Obespecheniye ekologicheskoy bezopasnosti territorii Bakhchisarayskogo rayona Kryma pri opolznevnykh yavleniyakh na osnove geodinamicheskogo rayonirovaniya nedr [Ensuring the ecological safety of the territory of the Bakhchisarai region of the Crimea in case of landslides on the basis of geodynamic zoning of the subsoil]: Abstract of Ph. D. thesis. Moscow, 2004, 200 p. (In Russian).
12. Zonenshain L. I., Kovalev A. A. (eds.). Novaya global'naya tektonika (tektonika plit) [New global tectonics (plate tectonics)]. Moscow, 1974, 471 p.
13. Glumov I. F., Gulev V. L., Senin B. V., Karnaukhov S. M. Regional'naya geologiya i perspektivy neftegazonosnosti Chernomorskoy glubokovodnoy vpadiny i privileyushchikh shel'fovykh zon [Regional geology and oil and gas potential of the Black Sea deep-water depression and adjacent shelf zones]. Moscow, Nedra, 2014, 181 p.
14. Smirnov V. I. Kolchedanovye mestorozhdeniya Bol'shogo Kavkaza [Kolchedanovye deposits of the Greater Caucasus]. Moscow, Nauka, 1973, 140 p.
15. Trubitsyn V. P., Trubitsyn A. P. Numerical model for the generation of the ensemble of lithospheric plates and their penetration through the 660-km boundary. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 2014, no. 6, pp. 138–147. (In Russian).
16. Ulomov V. I., Danilova T. I., Medvedeva N. S., Polyakova T. P., Shumilina L. S. Assessment of seismic hazard in the north caucasus. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 2007, no. 7, pp. 31–45. (In Russian).
17. Fercshtatter G. B. Paleozoyskiy intruzivnyy magmatizm Urala – klyuch k ponimaniyu prirody orogena [Paleozoic magmatism of the Urals as a key to understanding the orogen nature]. *Litosfera*, 2012, no. 1, pp. 3–13. (In Russian).
18. Khmara A. Ya., Khlebnikov A. N., Ivanov V. D. Mineral'nye resursy Kryma i privileyushchey akvatorii Chernogo i Azovskogo morey. Atlas. [Mineral resources of the Crimea and adjacent waters of the Black and Azov seas. Atlas]. Simferopol', 2001, 80 p.
19. Chekunov A. V. Struktura zemnoy kory i tektonika yuga evropeyskoy chasti SSSR [Structure of the Earth's crust and tectonics of the south of the European part of the USSR]. Kiev, 1972, 176 p.
20. Cherkashin V. I., Bogush I. A. Novye predstavleniya o metallogenii yurskikh kompleksov Severnogo Kavkaza [New ideas about metallogeny of the Jurassic complexes of the North Caucasus]. *Herald of the Daghestan Scientific Center*, 2014, no. 52, pp. 5–10. (In Russian).
21. Billen M., Hirth G. Newtonian versus non-Newtonian Upper Mantle Viscosity: Implications for Subduction Initiation. *Geophysical Research Letters*, 2005, vol. 32. DOI: 10.1029/2005GL023458
22. Finetti G. Monograph on the Black Sea. *Bolletino di Geofisica: teorica ed applicata*, 1988, vol. XXX, pp. 117–118.
23. Earthquake research. In focus Turkey. *Bulletin of Geoforschungs Zentrum*. Potsdam, 2000, pp. 22–24.
24. Gerya T. V. Future directions in subduction modeling. *Journal of Geodynamics*, 2011, vol. 52, pp. 344–378.
25. Hirschmann M. M. Water, melting and the deep Earth H₂O cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2006, vol. 34, pp. 629–653. DOI: 10.1146/annurev.earth.34.031405.125211
26. Hirth G., Kohlstedt R. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. *Inside the subduction Factory, Geophysical Monograph*, 2003, vol. 138, pp. 83–105.
27. Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and new global tectonics. *Journal Geophysical Researches*, 1968, vol. 73, pp. 5855–5900.
28. Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *Journal Geophysical Researches*, 1971, vol. 76, no. 11, pp. 2542–2561.
29. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 1968, vol. 73, no. 12, pp. 3661–3697.
30. Noble J. A. Metal provinces of the western United States. *Bulletin of the Geological Society of America*, 1970, vol. 81, pp. 1607–1624.
31. Sawkins F. J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. *Journal of Geology*, 1972, vol. 80, no. 4, pp. 377–397.
32. Schubert G., Turcotte D. L., Olson P. *Mantle convection in the Earth and Planets*. New York, Cambridge University Press, 2001, 940 p., available at: https://www.u-cursos.cl/usuario/c19094b1ea89f1f08e243796b671e2e5/mi_blog/r/Mantle_Convection_in_the_Earth_and_Planets.pdf (accessed 20 May 2021).
33. Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere. *Bulletin of the Geological Society of America*, 1972, vol. 83, pp. 813–818.
34. Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 1972, vol. 67, pp. 184–197.
35. Dewey J. F., Bird J. Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, no. 5/6, pp. 625–638.

Гаврилов Сергей Владиленивич – доктор физ.-мат. наук, гл. науч. сотрудник, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН). Большая Грузинская ул., 10, стр. 1, Москва, Россия, 123242. <gavrilov@ifz.ru>

Харитонов Андрей Леонидович – канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотрудник, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН). Калужское шоссе, 4, Троицкий АО, Москва, Россия, 142190. <ahariton@izmiran.ru>

Gavrilov Sergey Vladilenovich – Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Chief Researcher, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS (IFZ RAN). 10 Bol'shaya Gruzinskaya str., build. 1, Moscow, Russia, 123242. <gavrilov@ifz.ru>

Kharitonov Andrey Leonidovich – Candidate of Physical and Mathematical Sciences, Leading Researcher, Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation Russian Academy of Sciences (IZMIRAN). 4 Kaluzhskoe shosse, Troitsk, Moscow, Russia, 142190. <ahariton@izmiran.ru>